

裂变径迹热年代学方法、应用及其研究展望

乔建新,赵红格,王海然

(西北大学大陆动力学国家重点实验室/地质学系,陕西西安 710069)

摘 要 裂变径迹热年代学方法是基于铀裂变辐射损伤效应的一种同位素热年代学方法。在分析裂变径迹定年的原理和方法、常用年龄值及裂变径迹退火作用等基础上,综述了目前裂变径迹热年代学方法在造山带隆升-冷却、沉积盆地分析、盆山耦合关系、断裂活动时限及热液成矿作用等方面的相关理论和应用,并结合国内外研究现状指出了裂变径迹热年代学今后的发展方向。

关键词 裂变径迹;年龄值;热年代学;造山带;沉积盆地

FISSION-TRACK THERMOCHRONOLOGY: Method, Application and Latest Progress

QIAO Jian-xin, ZHAO Hong-ge, WANG Hai-ran

(State Key Laboratory of Continental Dynamics/ Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China)

Abstract : Fission-track, which is based on the effect of uranium fission-radiation, is a kind of isotopic thermochronology method. On the basis of analyzing the theories and methods of the fission-track, the commonly used age value as well as the effect of fission-track annealing, this paper summarizes the relevant theories of the method and their application to the orogenic belt uplifting-cooling, the sedimentary basin analysis, the relationship of mountain-basin coupling, the time-limit of fault activities, the hydrothermal mineralization and so on. With reference to current studies of the fission-track thermochronology both at home and abroad, this paper also provides implication for future studies.

Key words : fission-track; age value; thermochronology; orogenic belt; sedimentary basin

0 前言

裂变径迹热年代学方法是 20 世纪 60 年代开始发展起来的一种新的同位素年代学方法,因其不需要大型贵重仪器,矿物用量少,测定年龄的范围宽,可测定的对象多,特别适用于年轻样品的年龄测定而得到了迅速的发展。目前,裂变径迹方法广泛应用于造山带的隆升史和冷却史分析,沉积盆地的热史恢复、剥蚀量计算、物源区分析,山体的隆升剥露与盆地的沉降沉积之间的耦合关系,断裂活动时限及热液成矿时代和期次等方面的研究,并取得了丰硕的成果^[1-16],已成为地学界的热点和前沿研究课题之一。

1 裂变径迹定年原理和方法

1.1 裂变径迹形成过程

自然界的铀主要由两种同位素 ^{235}U (约 0.7%) 和 ^{238}U (约 99.3%) 组成,这两种同位素主要以 α 和 β 衰变的方式进行衰变,最后生成稳定同位素铅。这种衰变的速度十分缓慢, ^{235}U 的半衰期约为 7.13×10^8 a, ^{238}U 的半衰期约为 4.51×10^9 a (与地球的年龄相当)。除了 α 和 β 衰变以外, ^{235}U 是自然界仅有的、能由热中子引起裂变的核素,可是它只占天然铀的 0.7%,而占天然铀 99.3% 的 ^{238}U 只能由快中子诱发裂变。在一定条件下,铀原子核也可以发生自发裂变, ^{235}U 和 ^{238}U 的自发裂变半衰期分别为 1.8×10^{17} a 和 1.0×10^{16} a,可见其自发裂变速度比 α 和 β 衰变速度慢很多^[17]。当铀裂变产生的荷能离子穿过物质时,在很短的时间内把相当数量的能量转移给沿路径的靶物质的电子和核,引发了一个复杂的过程,并且可能在空间有限的区域内形成永久

收稿日期 2012-03-21;修回日期 2012-05-03;编辑 李兰英。

作者简介:乔建新(1986—)男,在读硕士研究生,从事盆地分析及油气地质研究,通信地址 陕西省西安市太白北路 229 号 E-mail/qiaojianxin_zn@163.com

性的结构改变,即产生潜径迹^[17-18]。潜径迹的形成是一种普遍现象,在很多材料中都能观察到。构成潜径迹的缺陷可以是点缺陷、缺陷团,也可以是局部非晶化或相变。潜径迹的形态可能是孤立的球形缺陷、椭球形缺陷、不连续的圆柱形缺陷或连续的圆柱形缺陷。

1.2 裂变径迹定年方程的推导

利用裂变径迹方法定年时,子体同位素含量全为裂变产物,其初始值为零,可通过测量自发裂变径迹密度来确定。母体同位素含量通过诱发裂变径迹密度来确定,诱发裂变径迹密度与²³⁵U的含量和中子通量成正比。若已知热中子所致裂变²³⁵U的裂变截面和中子通量,则可用诱发裂变径迹密度计算出母体同位素的含量,从而可进一步计算出年龄值。

定年方程的具体推导过程如下:

若铀在矿物中均匀分布,则单位体积的样品中²³⁸U发生衰变的原子数为

$$D = {}^{238}\text{U}(e^{\lambda_D t} - 1) \quad (1)$$

其中 $\lambda_D \approx 1.55 \times 10^{-10}/\text{a}$,为总衰变常数,²³⁸U为目前单位体积的样品中²³⁸U的原子数。因此,²³⁸U自发裂变径迹密度为

$$\rho_s = \frac{\lambda_f}{\lambda_D} {}^{238}\text{U}(e^{\lambda_D t} - 1)q_s \quad (2)$$

其中 λ_f 为自发裂变衰变常数, q_s 为自发裂变径迹在整个抛光面上所占的比率。

通过热中子照射后单位体积的样品中²³⁵U的诱发裂变衰变数为

$$F_i = {}^{235}\text{U}\phi\sigma \quad (3)$$

其中,²³⁵U为目前单位体积的样品中²³⁵U的原子数, σ 为²³⁵U的热中子诱发裂变截面, ϕ 为热中子通量。同理,²³⁵U诱发裂变径迹密度可表示为

$$\rho_i = {}^{235}\text{U}\phi\sigma q_i \quad (4)$$

其中 q_i 为诱发裂变径迹在整个抛光面上所占的比率。由(2)式比(4)式可得

$$e^{\lambda_D t} = 1 + \frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{\lambda_D}{\lambda_f} \cdot \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \cdot \sigma \cdot \phi \cdot \frac{q_i}{q_s} \quad (5)$$

由于²³⁵U和²³⁸U的天然同位素丰度比是恒定的,即

$$I = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \quad (6)$$

若自发裂变径迹与诱发裂变径迹的蚀刻条件和蚀刻参数一样,即

$$\frac{q_i}{q_s} = 1 \quad (7)$$

将(6)(7)式代入(5)式,即可导出了裂变径迹定年的一般公式

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \cdot \ln\left(1 + \frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \frac{\lambda_D}{\lambda_f} \cdot \sigma \cdot I \cdot \phi\right) \quad (8)$$

其中 λ_D 和 λ_f 分别为²³⁸U的总衰变常数和自发裂变衰变常数, σ 为²³⁵U的热中子诱发裂变截面, I 为²³⁵U和²³⁸U的天然同位素丰度比, ρ_s 和 ρ_i 分别为²³⁸U自发裂变径迹密度和²³⁵U诱发裂变径迹密度, ϕ 为热中子通量。

1.3 裂变径迹定年的方法

自然界可供裂变径迹法测定年代的矿物很多,但由于受到各种条件的限制,目前常用的矿物主要有锆石、磷灰石及榍石。裂变径迹年龄的测定有多种不同的方法,包括直接测定法、等时线法及Zeta常数校准法等。20世纪80年代以前主要采用直接测定法进行裂变径迹年龄测定。实验测定了 ρ_s 、 ρ_i 和 ϕ 后,将 λ_D 、 λ_f 和 I 等数值代入(8)式就可以计算出裂变径迹年龄。但由于 λ_f 的数值不统一、热中子通量 ϕ 的测定困难等原因,裂变径迹年龄测定的误差较大。现今常用Zeta常数校准法进行裂变径迹年龄的测定,该方法避开了 λ_f 值的选择和中子通量 ϕ 的测量困难,因而定年的准确度大大提高。

Zeta常数校准法通过利用年龄标准样品和标准铀玻璃对所采用的定年程序进行多次刻度,测定Zeta校准常数从而得到裂变径迹年龄^[19-21],用公式可表示为

$$t_{\text{UNK}} = \frac{1}{\lambda_d} \cdot \ln\left(1 + \frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \lambda_d \cdot \rho_d \cdot \xi\right) \quad (9)$$

$$\xi = \frac{e^{\lambda_d t_{\text{ST}}} - 1}{\lambda_d \cdot \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)_{\text{ST}} \cdot \rho_d} \quad (10)$$

其中 ξ 为Zeta校准常数, ρ_d 为标准铀玻璃的云母外探测器上的诱发裂变径迹密度, t_{UNK} 为未知样品年龄, $(\rho_s/\rho_i)_{\text{ST}}$ 为标准裂变径迹矿物年龄,标准裂变径迹矿物自发与诱发裂变径迹密度比值。

1.4 几种常用的裂变径迹年龄值

1) 绝对年龄和Zeta年龄

采用直接测定法,即(8)式计算的裂变径迹年龄,称为绝对年龄,而采用Zeta校准常数法,即用(9)式计算的裂变径迹年龄,称为Zeta年龄。

2) 组合年龄和平均年龄

首先应用 χ^2 统计检验颗粒年龄是否服从泊松分布,即所有颗粒是否属于同一组分,若样品的单颗粒年龄能通过 χ^2 检验($P(\chi^2) > 5\%$),则表明样品年龄分布服从泊松分布,属于同一年龄组分,则可计算出组合年龄,即用总自发径迹密度比总诱发径迹密度,若样品的单颗粒年龄未能通过 χ^2 检验($P(\chi^2) < 5\%$),则表明样品

年龄分布不服从泊松, 为非单一组分, 组合年龄没有意义, 只能计算平均年龄^[21-22]。

3) 中值年龄

中值年龄可以更精确评估 $P(\chi^2) < 5\%$ 样品的年龄变化。中值年龄是单颗粒年龄对数值的加权平均值, 并能给出标准偏差^[23]。

1.5 裂变径迹的退火作用

裂变径迹定年的关键点是长径迹与任意选择的切面相交的概率大于短的径迹的概率, 其年龄解释的重要基础是径迹形成以后的存在的过程中是稳定的。裂变径迹定年依据的是测量径迹与面的交点的数量, 所以样品中径迹较长时会获得较老的年龄, 径迹较短时获得较新的年龄。自然界中的自发裂变径迹主要是由 ^{238}U 产生的。研究表明, 富含 ^{238}U 的天然矿物, 如磷灰石、锆石、榍石等的裂变径迹仅在某一临界温度(称为封闭温度)以下才能保存, 并且具有随温度的升高和受热时间增长, 径迹密度减小、长度变短直至完全消失的特性, 这一特性称为退火作用^[20-24-25]。裂变径迹的退火不仅有密度的减少, 而且有径迹长度的缩短。不同的矿物封闭温度不同。锆石和磷灰石裂变径迹封闭温度一般为 $(210 \pm 40)^\circ\text{C}$ 和 $(100 \pm 20)^\circ\text{C}$ ^[26-27], 这就意味着锆石和磷灰石裂变径迹年龄是分别可记录矿物冷却到低于 210°C 和 100°C 时的年龄, 称之为冷却年龄。研究表明, 裂变径迹退火只与温度和时间有关, 而与压力、pH 值及 Eh 值等其它物理化学条件没有明显的关系, 因而可以把裂变径迹退火程度视为温度和时间的函数。

2 裂变径迹热年代学及其应用

裂变径迹热年代学是在深入研究矿物裂变径迹退火规律并成功地应用于地质热史研究的基础上发展起来的核径迹技术新领域^[28]。裂变径迹热年代学主要研究矿物裂变径迹的退火规律, 发展定量描述裂变径迹参数随温度和时间变化规律的退火模型, 建立从裂变径迹参数获取温度随时间变化关系的热史模拟方法以及裂变径迹技术在地质研究中的应用新途径等^[28-30]。目前, 裂变径迹热年代学的研究及其在地质学领域的应用已取得很大进展, 主要体现在以下几个方面: 1) 造山带研究; 2) 沉积盆地分析; 3) 盆山耦合关系探讨; 4) 断裂活动时限测定; 5) 热液成矿时代和期次研究。

2.1 造山带研究

通过裂变径迹年龄和有效封闭温度计算造山带的冷却速率和隆升速率主要有以下 3 种方法^[27, 31-32]。

1) 矿物对法: 利用锆石、磷灰石等不同矿物的裂

变径迹热年代学分析可获得对应于不同封闭温度的冷却年龄, 从而计算出冷却速率 $V_c = \Delta T / \Delta t$, 隆升速率 $V_u = V_c / G$ 及隆升幅度 $H = V_u \Delta t$ 。其中 ΔT 为矿物封闭温度差, Δt 为矿物冷却年龄差, G 为地温梯度。

2) 高程差法: 通过不同样品的高程与其对应的裂变径迹的冷却年龄可以计算出相应年龄段的视隆升速率 $\bar{V}_u = \Delta H / \Delta t$, 视冷却速率 $\bar{V}_c = \bar{V}_u \cdot G$ 。其中 ΔH 为样品高程差, Δt 为样品冷却年龄差, G 为地温梯度。

3) 外推法: 将某高程样品的裂变径迹的冷却年龄外推到其年龄为零的高程, 并选择合适的地温梯度值, 就可以计算出隆升速率 $V_u = \Delta H / t$, $V_c = V_u \cdot G$ 。其中 ΔH 为样品高程差, t 为样品冷却年龄, G 为地温梯度。

通过上述方法结合相应的数据可以给出高程-时间曲线与温度-时间曲线, 从而来描绘出造山带的隆升史和冷却史等。目前为止, 国内外学者已做了大量研究并获得世界上许多重要造山带, 如国内的喜马拉雅山、秦岭-大别山、天山以及国外的阿尔卑斯山、安第斯山等隆升史和冷却史等^[1-5, 33-35]。

2.2 沉积盆地分析

裂变径迹热年代学方法作为沉积盆地分析的一种重要方法, 主要可应用于热史恢复、剥蚀量计算及物源区分析等方面。沉积盆地所保留的裂变径迹可分为两类: 一类是非继承性裂变径迹, 产生径迹的锆石和磷灰石等矿物主要来自盆地内的同沉积岩浆岩; 另一类是继承性裂变径迹, 产生径迹的锆石和磷灰石等矿物主要来自盆地周缘的基岩。

沉积盆地的热演化史控制着盆地内烃源岩的热演化与油气生成、运聚及成藏过程, 因此成为含油气盆地地质学研究中的系统工程的核心研究内容之一^[36]。目前, 恢复沉积盆地热史的方法主要分为两类: 一类是利用沉积盆地演化的热动力学模型来研究热史, 称为动力学模拟法; 另一类是利用各种古地温指标来模拟盆地的热史, 称为古地温指标法。裂变径迹热年代学方法是近十几年迅速发展起来的一种古地温指标法, 其基本理论依据是矿物(主要用磷灰石)裂变径迹的退火特性。裂变径迹的年龄值和径迹长度等参数反映的不仅是样品在达到最大古地温(封闭温度)时的时间, 而且还记录了样品所经历的热史。磷灰石的部分退火带通常为 $80 \sim 120^\circ\text{C}$; 在这一温度区间内, 磷灰石裂变径迹长度随温度升高而缩短, 年龄值也随温度升高而减小, 样品的裂变径迹数据能很好的记录其通过部分退火带的热史。国内外学者^[6-9, 37]利用磷灰石裂变径迹热年代学方法先后对众多沉积盆地进行研究, 已建立起较完善的热史分析方法并获得了最高古地温、从最高古地温

开始冷却的时间及冷却史等重要信息。

沉积盆地地层剥蚀量的计算方法很多,但各种方法都有其自身的适用条件和局限性,需要根据盆地的沉积构造演化、不整合面分布等特征来选择最有效的方法或方法组合。磷灰石裂变径迹热年代学方法是近十几年发展起来的计算沉积盆地地层剥蚀量的一种新方法^[10,38-39]。首先根据磷灰石裂变径迹年龄、径迹长度及密度等参数选择合适的磷灰石裂变径迹退火模型(如扇形退火模型、多元动力学退火模型等)进行模拟来求取样品最高古地温 T_{peak} 与其对应的古地温梯度 dT/dZ ,并选取合适的古地表温度 T_s ,即可求的地层剥蚀量 $H_e=(T_{\text{peak}}-T_s)/(dT/dZ)$ 。

利用裂变径迹热年代学方法进行物源区分析时最常用的矿物是退火温度较高的锆石,浅部地层中的磷灰石一般没有受到退火作用影响,其裂变径迹的年龄及长度也可反映出物源特征。若沉积后样品未经完全退火,则其单颗粒年龄实际上可能是各物源区母岩组分的混合^[40-41]。针对该情况,M. T. Brand^[42]提出了确定总体混合成分组成的分离技术,从而避免了单个颗粒锆石年龄精确度较低的缺点;周祖翼等^[11]用最大似然估计法对苏北盆地3个岩心样品的144个磷灰石单颗粒矿物年龄进行了多成分分离,结果显示样品的实际年龄值分别为70 Ma和167 Ma左右的两种成分组成,且两组年龄值均大于样品的地层年龄,表明地层沉积后沉积物中磷灰石颗粒的裂变径迹未曾经过完全退火,即存在2个不同的物源区且两组径迹年龄反映的是磷灰石碎屑颗粒在物源区最后一次达到完全退火温度的时间。

2.3 盆山耦合关系探讨

沉积盆地和造山带是大陆构造的基本单元,是在统一的地球动力学系统中形成的一对孪生体。它们在空间上相互依存、物质上相互补偿、演化上相互影响、动力上相互转化,组成了一个相互联系而不可分割的复杂系统。在盆山系统中,造山和成盆过程之间相互关联、相互制约和相辅相成的共生关系称为盆山耦合关系^[43]。盆山耦合关系主要表现为盆地与山体的物质循环和能量交换关系。盆地的沉降为沉积物填充提供了空间,山体的隆升与剥蚀为沉积物提供了物源,盆地与山体间的高程差则为沉积物搬运提供了动力。因此,可以通过研究盆山耦合关系去探讨沉积盆地与造山带的演化过程。碎屑颗粒裂变径迹热年代学方法正是研究盆山耦合关系的有效手段^[12,44]。

碎屑颗粒裂变径迹热年代学是以沉积物中未重置的低封闭温度矿物(锆石、磷灰石等)颗粒为研究对象

的一种热年代学方法^[44]。根据封闭温度的概念,由于基岩区地表岩石先抬升到封闭温度之上使得其碎屑颗粒裂变径迹年龄较老,从地表向下碎屑颗粒年龄逐渐减小,而在基岩剥蚀沉积过程中,近地表的岩石先剥蚀并搬运到盆地中沉积,然后地表以下的岩石被顺序剥露出地表并被剥蚀、沉积。由此可见,盆地下部沉积物是先被剥蚀而沉积的基岩区表层物质,沉积物中未重置的碎屑颗粒记录了较老的年龄;盆地上部沉积物是后剥蚀而沉积的基岩区下部物质,碎屑颗粒记录较新的年龄。然而盆地中沉积物碎屑为多源区混合物,即碎屑颗粒年龄为混合年龄。因此,需要通过高斯拟合等数学方法获得最佳的颗粒年龄组分布才能得到有意义的年龄数据。最年轻的峰年龄一般代表地层最大沉积年龄,可以用于研究基岩区的抬升剥蚀和盆地的沉降沉积的耦合关系。

2.4 断裂活动时限测定

断裂的活动会产生强压和高温,研究表明压力对裂变径迹稳定性影响不大,但在高温条件下,锆石、磷灰石等矿物的裂变径迹会发生退火作用而不能保留,只有当冷却到封闭温度时才开始有径迹保留。不同矿物封闭温度不同,锆石和磷灰石裂变径迹封闭温度为 $(210\pm 40)^\circ\text{C}$ 和 $(100\pm 20)^\circ\text{C}$,即完全退火温度分别为 250°C 和 120°C 。这为探讨断裂活动时限奠定了理论基础^[14,45]。因此,可通过测定断裂中破碎岩的磷灰石裂变径迹年龄来确定断裂最后一次强烈活动时限。

2.5 热液成矿时代和期次研究

裂变径迹热年代学方法应用于热液成矿作用研究是一个新领域。热液矿床的最大特点就是热液流体对成矿地质过程起主导作用,而流体性质主要受控于热演化过程。因此,可通过裂变径迹热年代学方法来恢复流体热史,从而反映热液成矿作用过程。一些学者^[15-16]先后用这种方法对不同地区热液矿床的成矿时代与期次等进行了研究,取得了很好的成效。

3 研究展望

1)通过对裂变径迹的形成机制和退火机制进行深入系统的研究来探索更为合理而实用的裂变径迹退火模型。

2)将裂变径迹热年代学方法与(U-Th)/He法等相结合形成统一的低温热年代学定量评估技术并建立起地壳浅层岩石抬升、剥露和热演化史模式。

3)裂变径迹热年代学方法已逐渐发展成为油气成藏研究(包括成藏时间、成藏期次及油气藏保存条件等方面)的有效方法之一。

参考文献：

- [1] 陈江峰, 谢智, 刘顺生, 等. 大别造山带冷却年龄的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 和裂变径迹年龄测定[J]. 中国科学: B 辑, 1995, 25(10): 1086—1092.
- [2] Steinmann M, Hungerbühler D, Seward D, et al. Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: A combined stratigraphic and fission-track approach [J]. *Tectonics*, 1999, 307(3-4): 255—276.
- [3] 李齐, 王瑜, 万景林, 等. 秦岭造山带中段中生代构造抬升的热年代学证据[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20(4): 263—265.
- [4] Fügenschuh B, Schmid S M. Late stages of deformation and exhumation of an orogen constrained by fission track data: A case study in the Western Alps [J]. *Geological Society of America*, 2003, 115(11): 1425—1440.
- [5] 刘超, 王国灿, 王岸, 等. 喜马拉雅山脉新生代差异隆升的裂变径迹热年代学证据[J]. 地学前缘, 2007, 14(6): 273—281.
- [6] 任战利. 利用磷灰石裂变径迹法研究鄂尔多斯盆地地热史[J]. 地球物理学报, 1995, 38(3): 339—349.
- [7] Tingate P R, Duddy I R. The thermal history of the eastern Officer Basin (South Australia): evidence from apatite fission track analysis and organic maturity data [J]. *Tectonophysics*, 2002, 349(1-4): 251—275.
- [8] 李慧莉, 邱楠生, 金之钧. 利用磷灰石裂变径迹研究塔里木盆地中部地区的热历史[J]. 地质科学, 2005, 40(1): 129—132.
- [9] 向才富, 冯志强, 庞雄奇, 等. 松辽盆地晚期热历史及其构造意义: 磷灰石裂变径迹(AFT)证据[J]. 中国科学: D 辑, 2007, 37(8): 1024—1031.
- [10] 邓宾, 刘树根, 刘顺, 等. 四川盆地地表剥蚀量恢复及其意义[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2009, 36(6): 675—686.
- [11] 周祖翼, 毛凤鸣, 廖宗廷, 等. 裂变径迹年龄多成分分离技术及其在沉积盆地物源分析中的应用[J]. 沉积学报, 2001, 19(3): 456—458.
- [12] Jain A K, Nand L, Sulemani B, et al. Detrital-zircon fission-track ages from the Lower Cenozoic sediments, NW Himalayan foreland basin: Clues for exhumation and denudation of the Himalaya during the India-Asia collision [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2009, 121(3-4): 519—535.
- [13] 孟艳宁, 王国灿, 张克信, 等. 札达盆地碎屑裂变径迹揭示的盆地耦合过程[J]. 地质科学, 2010, 35(5): 747—758.
- [14] 杨农, 张岳桥. 龙门山断裂活动和川西高原隆升历史的裂变径迹测年[J]. 地质力学学报, 2010, 16(4): 359—372.
- [15] 张峰, 刘铁庚, 张凤祥. 裂变径迹研究白云鄂博主矿的成矿年龄[J]. 科学通报, 1996, 41(6): 532—534.
- [16] 汤云晖, 袁万明, 韩春明, 等. 峪耳崖金矿的成矿时代裂变径迹研究[J]. 地球学报, 2003, 24(4): 573—578.
- [17] 刘顺生, 张峰, 胡瑞英, 等. 裂变径迹年龄测定——方法、技术、原理[M]. 北京: 地质出版社, 1984.
- [18] 侯明东, 刘杰, 张庆祥. 电子能损的潜径迹形成机制及理论模型的新进展[J]. 核技术, 2002, 25(7): 481—486.
- [19] Hurford A J, Green P F. The Zeta age calibration of fission-track dating [J]. *Chemical Geology (Isotope Geo-science Section)*, 1983, 41(4): 285—317.
- [20] 丁林. 裂变径迹定年方法的进展及应用[J]. 第四纪研究, 1997, 17(3): 272—280.
- [21] 张志诚, 王雪松. 裂变径迹定年资料应用中的问题及其地质意义[J]. 北京大学学报: 自然科学版, 2004, 40(6): 898—905.
- [22] Galbraith R F, Green P F. Estimating the component ages in a finite mixture [J]. *Nuclear Tracks and Radiation Measurement*, 1990, 17(3): 197—206.
- [23] Galbraith R F, Laslett G M. Statistical-models for mixed fission track ages [J]. *Nuclear Tracks and Radiation Measurement*, 1993, 21(4): 459—470.
- [24] 沈传波, 梅廉夫, 凡元芳, 等. 磷灰石裂变径迹热年代学研究的进展与展望[J]. 地质科技情报, 2005, 24(2): 57—63.
- [25] 焦若鸿, 许长海, 张向涛, 等. 锆石裂变径迹(ZFT)年代学: 进展与应用[J]. 地球科学进展, 2011, 26(2): 171—182.
- [26] Wagner G A, Van Den Haute P. Fission track dating [M]. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1992.
- [27] 吴中海, 吴珍汉. 裂变径迹法在研究造山带隆升过程中的应用介绍[J]. 地质科技情报, 1999, 18(4): 27—32.
- [28] 朱起煌. 裂变径迹热年代学[J]. 地球科学进展, 1993, 8(6): 79—80.
- [29] 王世成. 裂变径迹热年代学的新进展[J]. 核技术, 1996, 19(10): 578—580.
- [30] 王瑜. 构造热年代学——发展与思考[J]. 地学前缘, 2004, 11(4): 130—442.
- [31] 王国灿. 隆升幅度及隆升速率研究方法综述[J]. 地质科技情报, 1995, 14(2): 17—22.
- [32] 朱文斌, 万景林, 舒良树, 等. 裂变径迹定年技术在构造演化研究中的应用[J]. 高校地质学报, 2005, 11(4): 593—600.
- [33] 杜治利, 王清晨. 中生代天山地区隆升历史的裂变径迹证据[J]. 地质学报, 2007, 81(8): 1081—1101.
- [34] Clark S J P, Dempster T J. The record of tectonic denudation and erosion in an emerging orogen: an apatite fission track study of the Sierra Nevada, southern Spain [J]. *Journal of the Geological Society*, 2009, 166(1): 87—100.
- [35] 陈宣华, Michael W M, 李丽, 等. 东昆仑造山带多期隆升历史的地质热年代学证据[J]. 地质通报, 2011, 30(11): 1647—1660.
- [36] 赵重远, 刘池洋, 任战利. 含油气盆地地质学及其研究中的系统工程[J]. 石油与天然气地质, 1990, 11(1): 108—113.
- [37] 李亚军, 李儒峰, 陈莉琼, 等. 苏北盆地金湖凹陷热史与成藏期判识[J]. 沉积学报, 2011, 29(2): 395—401.
- [38] 王毅, 金之钧. 沉积盆地中恢复地层剥蚀量的新方法[J]. 地球科学进展, 1999, 14(5): 482—486.
- [39] 袁玉松, 郑和荣, 涂伟. 沉积盆地剥蚀量恢复方法[J]. 石油试验地质, 2008, 30(6): 636—641.
- [40] 单玄龙, 刘招君, 滕佃波. 裂变径迹方法在盆地分析中的应用[J]. 世界地质, 1995, 14(2): 47—51.
- [41] 赵红格, 刘池洋. 物源分析方法及研究进展[J]. 沉积学报, 2003, 21(3): 409—415.
- [42] Brandon M T. Decomposition of fission-track grain-age distributions[J]. *American Journal of Science*, 1992, 292(8): 535—564.
- [43] 刘树根, 罗志立, 赵锡奎, 等. 中国西部盆山系统的耦合关系及其动力学模式[J]. 地质学报, 2003, 77(2): 177—186.
- [44] 张沛, 周祖翼. 碎屑矿物热年代学研究进展[J]. 地球科学进展, 2008, 23(11): 1130—1139.
- [45] 王庆隆, 万景林. 用裂变径迹法研究断层活动年龄的初步探讨[J]. 地震地质, 1988, 10(4): 199—205.